

CAPÍTULO 12

LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

E. ANCOCHEA y J. L. BARRERA

De todos los desastres naturales, las erupciones volcánicas provocan el 2 % de las pérdidas totales. En el mundo hay unos 700 volcanes potencialmente peligrosos, y cada año unos 50 entran en erupción, con mayor o menor riesgo de catástrofe (ICOG, 1997). Aproximadamente, un 10 % de la población mundial vive expuesta a este riesgo geológico.

Muchas de las zonas volcánicamente activas y, por tanto, con riesgo volcánico potencial se encuentran en países con un nivel de desarrollo alto: Estados Unidos (el tercer país volcánicamente más activo del mundo), Canadá, Italia, Islandia, Nueva Zelanda, el Caribe o Japón. Sin embargo, las mayores catástrofes de los últimos doscientos años se han producido en países en vías de desarrollo (Indonesia, Filipinas o Colombia). El mayor riesgo se produce cuando la erupción tiene lugar en zonas pobladas o cultivadas, que son más de las que se suponen, ya que los terrenos volcánicos son muy beneficiosos para el desarrollo agrícola y, por tanto, muy demandados por comunidades que dependen de ese factor para su desarrollo. La demografía es otro factor que lleva a las personas a ocupar terrenos volcánicos, aunque sea en zonas de riesgo. En Japón o Filipinas, la alta densidad de población obliga desesperadamente a ocupar todo el espacio disponible para establecerse, aunque sea en zonas volcánicas.

Un volcán potencialmente activo no es sólo el que tiene registros de erupciones históricas,

sino el que conserva evidencias geológicas de erupciones en los últimos 10.000 años. Se utiliza este criterio temporal porque se sabe que hay volcanes que han entrado en erupción en zonas inaccesibles e inhabitadas y no tienen registro histórico.

Durante los últimos 10.000 años, unos 1.300 volcanes de todo el mundo han entrado en erupción. Del total, la mitad lo han hecho en época histórica. La mayoría de ellos (un 80 %) se encuentran situados cerca de los límites de subducción o fosas de arco isla. La subducción de placas oceánicas aparece alrededor de la mayor parte del perímetro del océano Pacífico, un área denominada «el Cinturón de Fuego» por las abundantes erupciones volcánicas que se producen.

En el siglo XX, entre las tres erupciones catastróficas habidas en la región del Caribe (volcanes de Soufrière en St. Vincent, Mont Pelée en Martinica y Santa María en Guatemala) y la del Nevado del Ruiz (Colombia) se han contabilizado unos 67.000 muertos, el 75 % del total registrado por actividad volcánica.

1. Perspectiva histórica. Principales desastres

Desde la antigüedad el hombre ha convivido con los volcanes. Las culturas del Egeo ya fueron testigos de violentas erupciones explosivas (la de Santorini en 1650 a.C.) que

CUADRO 12.1. *Escala del Índice de Explosividad Volcánica (VEI)*
(<http://volcano.und.edu/>)

VEI	Descripción	Altura de la columna	Volumen de material	Clasificación	Frecuencia	Ejemplo tipo
0	No explosiva	100 m	10^3 s m^3	Hawaiana	Diaria	Kilauea
1	Suave	100-1.000 m	10^4 s m^3	Haw./Estrom.	Diaria	Estrómboli
2	Explosiva	1-5 km	10^6 s m^3	Estrom./Vulc.	Semanal	Galeras, 1992
3	Fuerte	3-15 km	10^7 s m^3	Vulcaniana	Anual	N. Ruiz, 1985
4	Catastrófica	10-20 km	10^8 s m^3	Vulc./Pliniana	10's años	Galunggung, 1982
5	Paroxismal	> 25 km	1 km^3	Pliniana	100's años	St. Helens, 1980
6	Colosal	> 25 km	10 s km^3	Plin./Ultraplin.	100's años	Krakatoa, 1883
7	Supercolosal	> 25 km	100 s km^3	Ultrapliniana	1.000's años	Tambora, 1815
8	Supercolosal	> 25 km	1.000 s km^3	Ultrapliniana	10.000's años	Yellowstone, 2 ma

arrasaron parte de sus asentamientos y dieron origen a muchas de las leyendas sobre la Atlántida que han permanecido hasta épocas recientes. Erupciones volcánicas, leyendas y religión son aspectos que siempre han estado muy unidos, tanto en las culturas orientales como occidentales.

La primera descripción de una erupción histórica catastrófica fue la del Vesubio en Italia, ocurrida durante tres días el año 79 a.C. y que enterró Pompeya y Herculano. La descripción se debe al historiador Plinio el Joven, que se convirtió así en el primer observador y descriptor científico de este tipo de fenómenos geológicos. Pero bastante antes de esas fechas históricas, los registros estratigráficos de varias áreas volcánicas mundiales indican la existencia de erupciones catastróficas explosivas de mayor envergadura, que cubrieron con sus depósitos piroclásticos grandes superficies de terreno. Excelentes descripciones de algunas de las mayores erupciones habidas en la historia, tales como las del Vesubio (año 79), Krakatoa (año 1883), Mt. Pelée (año 1902), Mt. St. Helens (año 1980), El Chichón (año 1982) o el Pinatubo (año 1991), acompañadas de buena documentación gráfica, se encuentra en P. Francis (1993).

Los científicos han usado varias escalas para expresar y comparar las energías liberadas durante diferentes erupciones explosivas históricas. Actualmente se acepta un número

que expresa la clasificación en el *Índice de Explosividad Volcánica (VEI)* (Simkin *et al.*, 1981) y (Newhall y Self, 1982). Este índice se basa en la medición del volumen de material expulsado por el volcán (rocas y cenizas), la altura de la columna eruptiva y otras observaciones. En esta escala VEI, 1 es pequeño y 5 es muy grande. La escala continúa hasta 8, pero ninguna erupción en los últimos 10.000 años ha alcanzado esta cifra. En el cuadro 12.1 se representa esta escala VEI con ejemplos tipo de cada una de las erupciones.

En el cuadro 12.2 se representan las mayores erupciones volcánicas ocurridas en los últimos 10.000 años, con expresión del VEI y del tipo de erupción que las produjo. Como puede observarse, la mayoría de ellas se concentran en el cinturón circumpacífico a lo largo de los límites de placa del Pacífico, mientras que los volcanes correspondientes a islas oceánicas nunca llegan a erupciones tan violentas. Algunos de los volcanes que aparecen en la tabla han tenido más erupciones en esos últimos 10.000 años, aunque de menor VEI. Es el caso de la conocida erupción del St. Helens (Washington) en 1980 que mató a 66 personas y que tuvo un VEI de 5. Más de la mitad de los volcanes de los que se tienen datos eruptivos han tenido grandes erupciones, es decir, erupciones con un VEI de 3 o mayor (Simkin *et al.*, 1981).

La mayor erupción histórica ha sido la del volcán Tambora (isla de Sumbawa, Indone-

CUADRO 12.2. *Las mayores erupciones de los últimos 10.000 años con VEI igual o mayor de 6, ordenadas de mayor a menor intensidad (<http://volcano.und.edu/>)*

Volcán	País	Fecha	VEI	Tipo de volcán
Tambora	Indonesia	1815 d.C.	7	Estratovolcán
Kakai	Japón	4350 a.C.	7	Caldera
Baitoushan	China	1054 d.C.	7	Estratovolcán
Crater Lake	Oregón (EEUU)	4895 a.C.	7	Caldera
Ambrym	Vanuatu	50 d.C.	6 ⁺	Estratovolcán
Lvinaya Past	Islas Kuriles	7480 a.C.	6 ⁺	Estratovolcán
Vesubio	Italia	79 d.C.	6	Volcán complejo
Santorini	Grecia	1650 a.C.	6	Escudo
Okataina	Nueva Zelanda	6580 a.C.	6	Caldera rotoma
Okataina	Nueva Zelanda	2880 a.C.	6	Domo
Taupo	Nueva Zelanda	1600 a.C.	6	Caldera
Raoul	Islas Kermadec	210 a.C.	6	Estratovolcán
Long Island	Nueva Guinea	2040 a.C.	6	Volcán complejo
Long Island	Nueva Guinea	1660 a.C.	6	Volcán complejo
Rabaul	New Britain	540 d.C.	6	Escudo piroclástico
Billy Mitchel	Bougainville	1580 d.C.	6	Escudo piroclástico
Kuwae	Vanuatu	1452 d.C.	6	Caldera
Krakatoa	Indonesia	1883 d.C.	6	Caldera
Mashu	Japón	4975 a.C.	6	Caldera
Tao-Rusyr	Islas Kuriles	5550 a.C.	6	Caldera
Pauzhetka	Kamchatka (U. Sov.)	6220 a.C.	6	Calderas
Ksudack	Kamchatka (U. Sov.)	155 d.C.	6	Escudo y caldera
Ulreung	Corea	7350 a.C.	6	Estratovolcán
Veniaminof	Alaska	1750 a.C.	6	Estratovolcán
Black Peak	Alaska	2920 a.C.	6	Estratovolcán
Katmai-Novarupta	Alaska	1912 d.C.	6	Caldera
Kaguyak	Alaska	325? d.C.	6	Estratovolcán
Bona-Churchill	Alaska	65 d.C.	6	Estratovolcán
Bona-Churchill	Alaska	700 d.C.	6	Estratovolcán
St. Helens	Washington (EE.UU.)	1855 d.C.	6	Estratovolcán
Ilopango	El Salvador	260 d.C.	6	Caldera

sia), en 1815, que con un VEI de 7 mató a 90.000 personas. La explosión se oyó a 2.000 km de distancia y liberó la energía de unas 10.000 bombas atómicas de las utilizadas en la Segunda Guerra Mundial. Contaminó la atmósfera con capas de cenizas, aerosoles y la liberación de gases sulfurosos que redujeron la temperatura media de la Tierra en 2 °F durante dos años. En algunos lugares del planeta (incluidos muchos países de Europa) las bajas temperaturas ocasionaron las pérdidas de las cosechas e incluso hambre en algunas pocas áreas.

2. Tipos de erupciones. Su peligrosidad

La naturaleza del volcanismo está condicionada por el marco geodinámico donde se desarrolla. Los tipos de erupciones pueden depender también de la forma y tamaño del volcán, así como de la proporción relativa entre gases, líquidos (lavas) y sólidos (líticos) que se desprenden. Igualmente, la configuración del conducto y la relación de descarga son determinantes para cada tipo de erupción. Walker (1973) estableció una clasificación cuantitati-

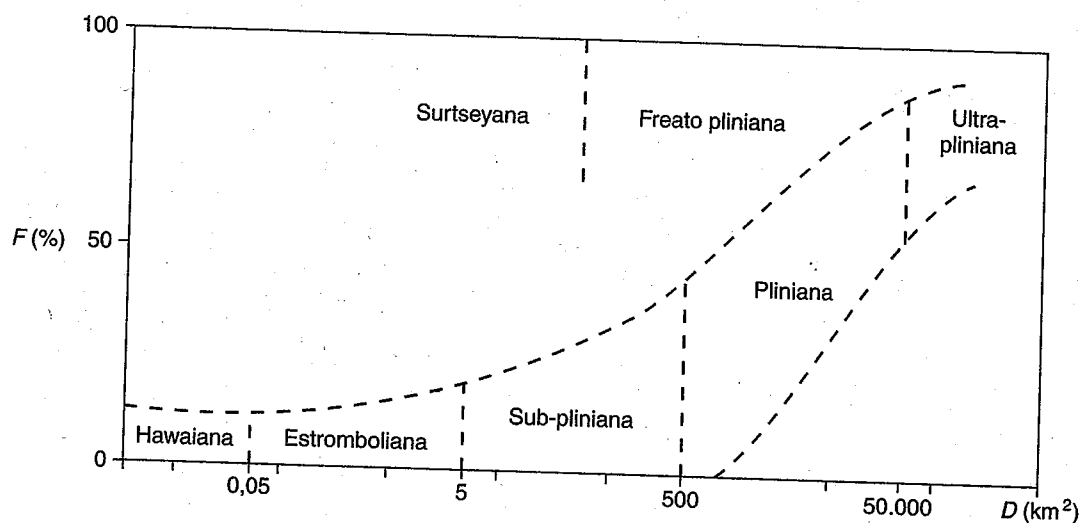


FIG. 12.1. Clasificación de Walker y otros.

va de depósitos de *fall* (piroclastos de caída) para los diferentes tipos de erupciones basada en dos parámetros arbitrarios: F , porcentaje en peso de tefra menor que 1 mm, y D , el área encerrada por la línea isopaca que represente el 1 % del espesor máximo de esa clase de tefra. Posteriormente, Self y Sparks (1978) introdujeron el tipo eruptivo freatopliniano, y Walker (1980) introdujo el ultraplíniano. En la figura 12.1 puede verse la clasificación de todos estos tipos de erupciones. También, y fuera de esta clasificación, hay que considerar la formación de *calderas* volcánicas como otro mecanismo productor de las erupciones más catastróficas de la historia.

Aunque el número de términos para describir los tipos de erupciones explosivas es limitado, lo normal de muchas de ellas es la combinación secuencial de varios tipos. Esto debe

entenderse como una limitación al uso sistemático de esta clasificación.

Las columnas eruptivas de los volcanes pueden comportarse de dos maneras diferentes: ascendiendo de manera convectiva hasta elevarse a gran altura en la atmósfera para expandirse en forma de champiñón, o colapsando a baja o media altura dando origen a las coladas piroclásticas calientes que descienden ladera abajo a gran velocidad. Descripciones precisas y cuantitativas del comportamiento de las columnas eruptivas están en Sparks *et al.* (1997).

Erupciones hawaianas. Son características de magmas fluidos de composición básica (principalmente basálticos) propios de algunas islas oceánicas como el archipiélago de Hawai (fig. 12.2). Estas erupciones emiten lavas muy fluidas y pobres en gases, por tanto resultan poco

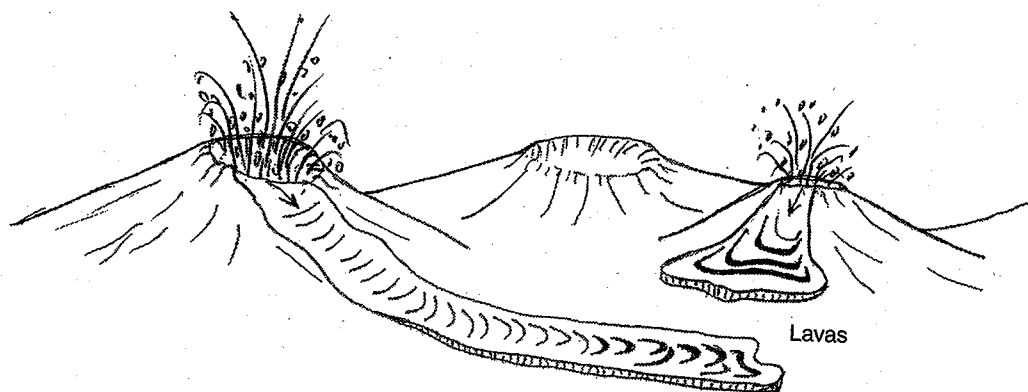
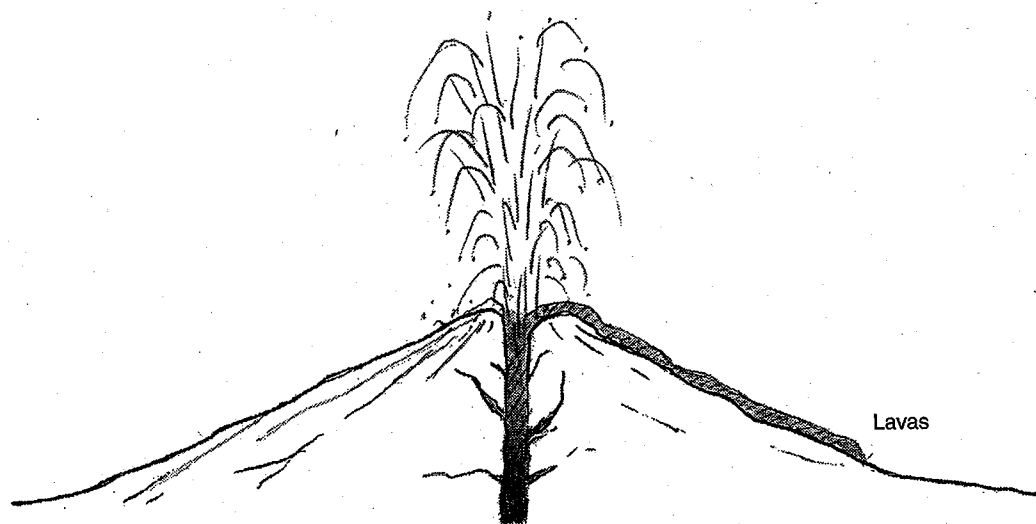


FIG. 12.2. Erupción hawaiana.

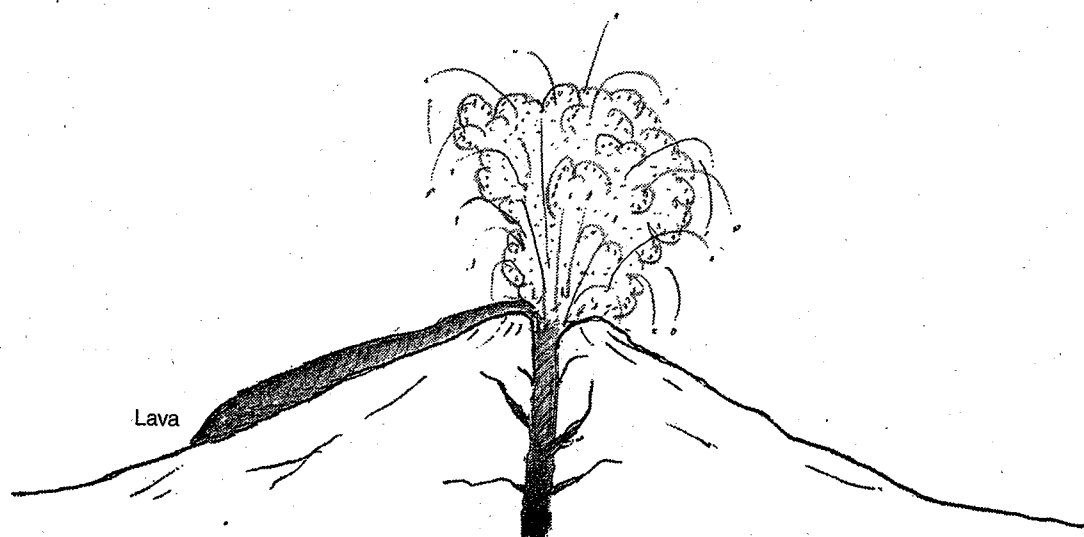
FIG. 12.3. *Erupción estromboliana.*

explosivas, aunque pueden desarrollar grandes chorros de «fuentes de fuego» compuestas por magmas y gases que se elevan varios cientos de metros. La emisión de las coladas suele construir un edificio volcánico de pendientes suaves y forma de escudo. También son características de estas erupciones las emisiones fisurales que se emiten por grietas de cientos de metros a varios kilómetros. El magma tiene velocidades de ascenso rápidas y las coladas surgen de manera intermitente. Su peligrosidad está en la destrucción provocada por el avance de las lavas que, en ocasiones, alcanzan varios kilómetros de longitud. Entre los daños están los incendios de zonas boscosas y la destrucción de infraestructuras (carreteras, edificaciones, puentes, etc.). Volcanes tipo son los dos más activos de las islas Hawái, el Kilauea y el Mauna Loa.

Erupciones estrombolianas. Tienen características intermedias entre las erupciones hawaianas y las plinianas. El magma (generalmente basáltico y fluido) asciende de manera lenta y mezclado con grandes burbujas de gas (con tamaños de hasta 10 m), produciéndose explosiones intermitentes y separadas en el tiempo por segundos u horas, que arrastran a las coladas. No suelen generar grandes columnas convectivas y las piroclastos que siguen trayectorias balísticas se distribuyen en un entorno de pocos kilómetros alrededor del conducto, figura 12.3. Esta dinámica eruptiva, no excesivamente

violenta, tiene como resultado la construcción de conos de cinder. Son, por eso, erupciones de baja peligrosidad. La erupción volcánica de Heimaey, en las islas Vestmannaeyjar (Islandia), ocurrida en 1973, es un típico ejemplo de erupción estromboliana. Pero, por supuesto, el volcán tipo es el Estrómboli (isla Eolias, Italia), que está en continua actividad.

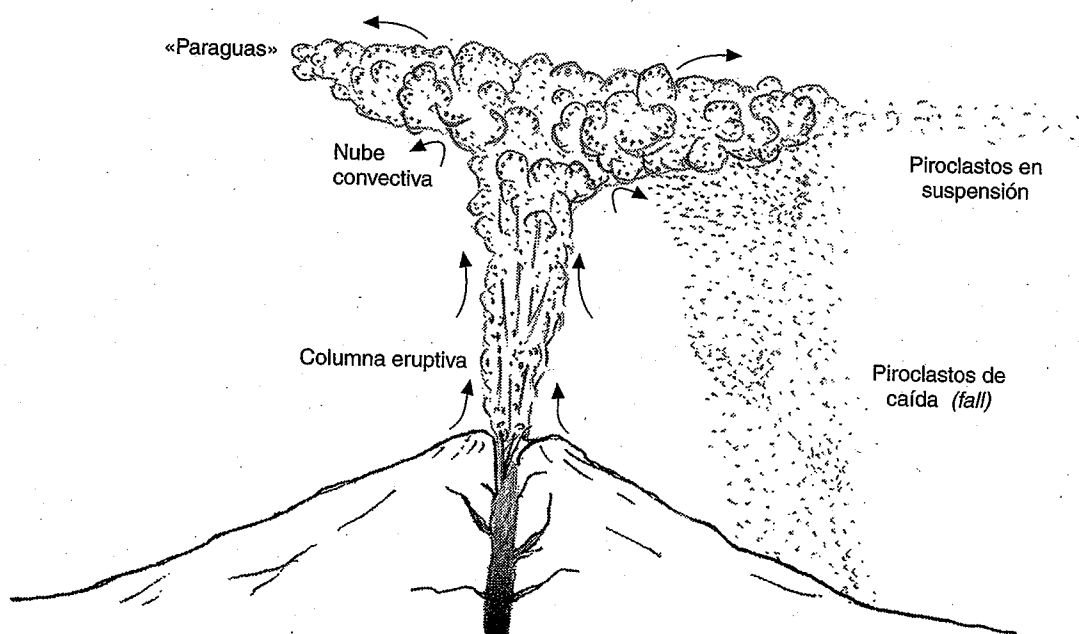
Erupciones vulcanianas. Son erupciones de mediana explosividad provocadas al destaponarse conductos volcánicos obstruidos por lavas o domos de erupciones anteriores (fig. 12.4). Las explosiones se producen a intervalos de pocos minutos a horas y, casi siempre, con intervención de agua externa sobrecalentada (Fagents y Wilson, 1993). Este hecho ha llevado a plantear la posibilidad de considerar las erupciones vulcanianas como un subtipo de las surtseyanas (Schmincke, 1977). Son comunes en volcanes que emiten magmas de composición intermedia (andesitas o andesitas basálticas). Los fragmentos emitidos llegan a alcanzar velocidades de 400 m/seg., dentro de columnas eruptivas que no suelen sobrepasar los 10 km de altura. En ocasiones se producen colapsos de las columnas que producen volúmenes escasos de coladas piroclásticas con formación de pequeñas nubes co-ignimbíticas. Generalmente son erupciones de baja peligrosidad, aunque a menudo notables por emitir de forma balística grandes bombas o

FIG. 12.4. *Erupción vulcaniana.*

bloques a distancias considerables. El volcán tipo es Vulcano (isla Eolias).

Erupciones plinianas. Son erupciones ricas en gases, los cuales provocan, al disolverse en el magma, su fragmentación en piroclastos, principalmente pómez y cenizas. Esta mezcla de productos emerge por las bocas eruptivas como un chorro turbulento con velocidades de ascenso muy altas. Recientemente se ha comprobado la intervención también de agua en el proceso de fragmentación del magma. Estas erupciones se

emiten de manera bastante estable tanto en volumen como en velocidad, a través de conductos relativamente estrechos (50-100 m). Son erupciones de alto riesgo, ya que las columnas eruptivas con forma de champiñón son muy grandes, alcanzan mucha altura (estratosfera) y ocasionan una importante lluvia de cenizas en un radio de acción elevado (varios miles de km^2) (fig. 12.5). Comúnmente, estas erupciones están asociadas con la formación de calderas de diámetros del orden de 20 km.

FIG. 12.5. *Erupción pliniana.*

Las erupciones plinianas suelen producirse con magmas silíceos de alta viscosidad (dacitas y riolitas). De este tipo fue la erupción del Vesubio (79 a.C.) que enterró Pompeya y Herculano y mató a Plinio el Viejo, el tío de Plinio el Joven. La columna eruptiva se elevó entre 27 y 33 km y se mantuvo muy activa durante unas 19 horas (Carey y Sigurdsson, 1989).

Erupciones surtseyanas. Este término fue propuesto por Walker y Croasdale (1972) para erupciones explosivas en las que el magma interacciona con grandes cantidades de agua del mar. La erupción tipo fue la del volcán Surtsey, al sur de Islandia, que dio origen a una nueva isla en 1963. La actividad se caracterizó por numerosas explosiones discretas que producen grandes nubes blancas de vapor mezcladas con nubes negras de piroclastos basálticos. Este último material fragmentario es de grano fino (< 2 mm) compuesto por pequeñas esquirlas de vidrio muy poco vesiculado.

Erupciones de coladas piroclásticas (ignimbritas). Son erupciones explosivas producidas en ocasiones por el colapso de columnas plinianas. Sin embargo, la mayoría del material emitido lo hace en forma de colada piroclástica, generada por la inestabilidad que aparece en las partes inferiores de la columna eruptiva. Provocan la aparición de una gran nube muy densa cargada de gases, aire y material sólido magmático que se extiende a gran velocidad alrededor de la boca eruptiva

(fig. 12.6). A veces, a estas nubes piroclásticas se las ha denominado también como *nuées ardentes* (término introducido por Lacroix y normalmente utilizado por la escuela volcanológica francesa). El conjunto descende por las laderas del volcán arrasando todo lo que encuentra a su paso, y pueden alcanzar distancias superiores a los 100 km del punto de emisión. Durante el avance de las coladas se puede elevar de ellas una segunda nube convectiva, caracterizada por su perfil en reloj de arena, que produce nuevos depósitos piroclásticos denominados co-ignimbritas.

Las coladas piroclásticas son las erupciones explosivas que causan mayor destrucción y pérdida de vidas humanas, por lo que su peligrosidad es muy elevada. Son también responsables de producir grandes columnas que impactan ambientalmente en un gran entorno. Los volúmenes de piroclastos de las mayores erupciones ignimbríticas conocidas son del orden de varios miles de km^3 . Un ejemplo de este tipo de erupción es la del Mt. Pelée, ocurrida en 1902 en la isla de Martinica, y que mató a 36.000 personas. También las erupciones del Tambora (1815), Krakatoa (1883) y Pinatubo (1991) son ejemplos de erupciones que generaron grandes volúmenes de ignimbritas.

Algunas coladas piroclásticas pueden generarse por mecanismos distintos al de una erupción explosiva. Se conocen varios casos en el que la causa que las produce es el colapso de do-

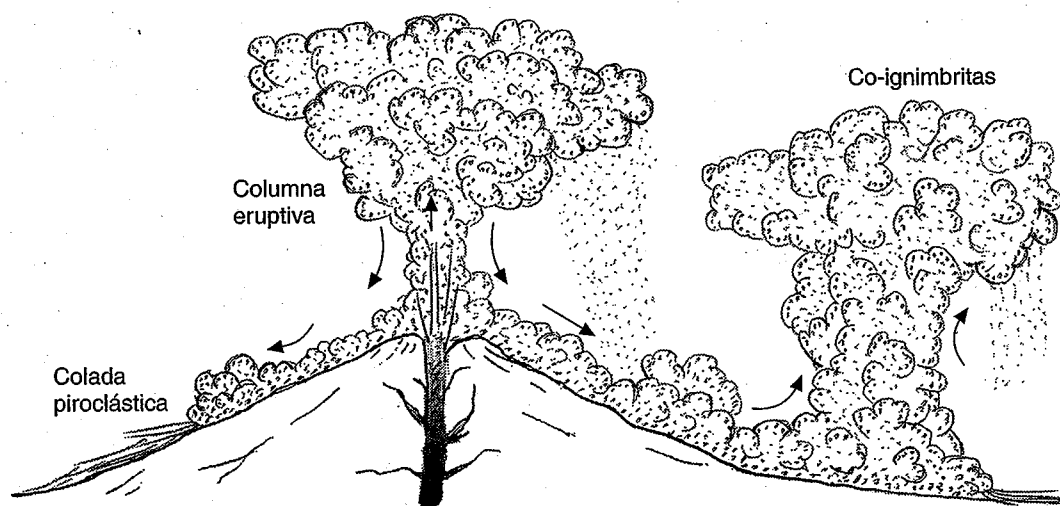


FIG. 12.6. Coladas piroclásticas por colapso de columna.

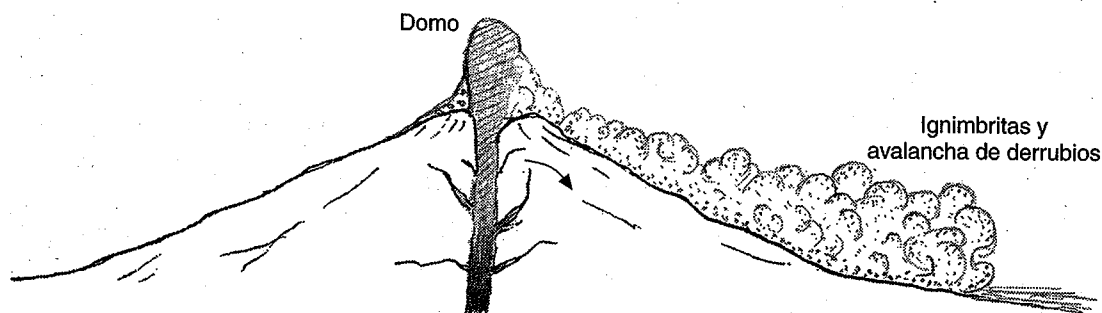


FIG. 12.7. Colapso gravitacional de un domo.

mos de lava muy viscosa (fig. 12.7). Estas coladas se conocen a veces con el sobrenombre de coladas tipo Merapi (Java), después de que este volcán de Indonesia tuviera una erupción de estas características. En otras ocasiones, el domo de lava puede explotar y colapsar violentamente por la ladera del edificio (fig. 12.8).

Erupciones hidrovolcánicas. Además de las erupciones vulcanianas y plinianas, en las que parece probada la intervención del agua en el proceso eruptivo, hay otras de naturaleza exclusivamente freática o con muy poca aportación de material ígneo, que están inducidas por un ascenso magmático. Son explosiones de vapor producidas únicamente en la roca caja, por encima de la fuente de calor magmático, que van asociadas con fenómenos de devastación debidos a la deflagración (*blast*) y a las coladas de fango (*mudflows*). Las explosiones laterales o dirigidas son las que presentan el mayor riesgo de catástrofe (fig. 12.9). Así sucedió en la explosión de mayo de 1980 del volcán Saint Helens (estado de Washington), que devastó grandes superficies de bosque.

Calderas. Las calderas son grandes cráteres

volcánicos de forma circular o elíptica que escasamente se presentan en el registro histórico de la Humanidad. Durante el último millón de años no se han producido más de diez (Francis, 1993). Sus tamaños varían desde pocos kilómetros a varias decenas de kilómetros y se suelen producir por subsidencia o colapso. Esta subsidencia se origina cuando una cámara magmática (a 4 ó 5 km de la superficie) se vacía rápidamente y su techo colapsa gravitatoriamente (fig. 12.10). Previo al colapso, la superficie del terreno se abomba por efecto del ascenso magmático. Las erupciones que las producen suelen ser del tipo pliniano y pueden arrojar coladas, nubes de tefra y coladas piroclásticas en volúmenes muy considerables.

Algunas calderas están en fase resurgente por ascenso de nuevo magma, lo que indica que en el futuro (se supone que lejano) constituirán un nuevo peligro de catástrofe volcánica. Se cree que, en varios casos, son columnas plinianas las que constituyen la fase primera de la erupción catastrófica que forma una caldera resurgente. Posteriormente, las coladas piroclásticas toman el relevo y comienzan a emitir-

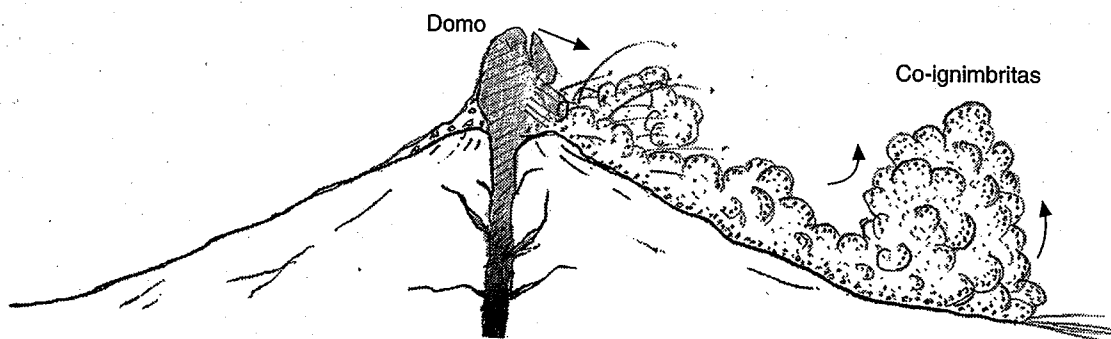
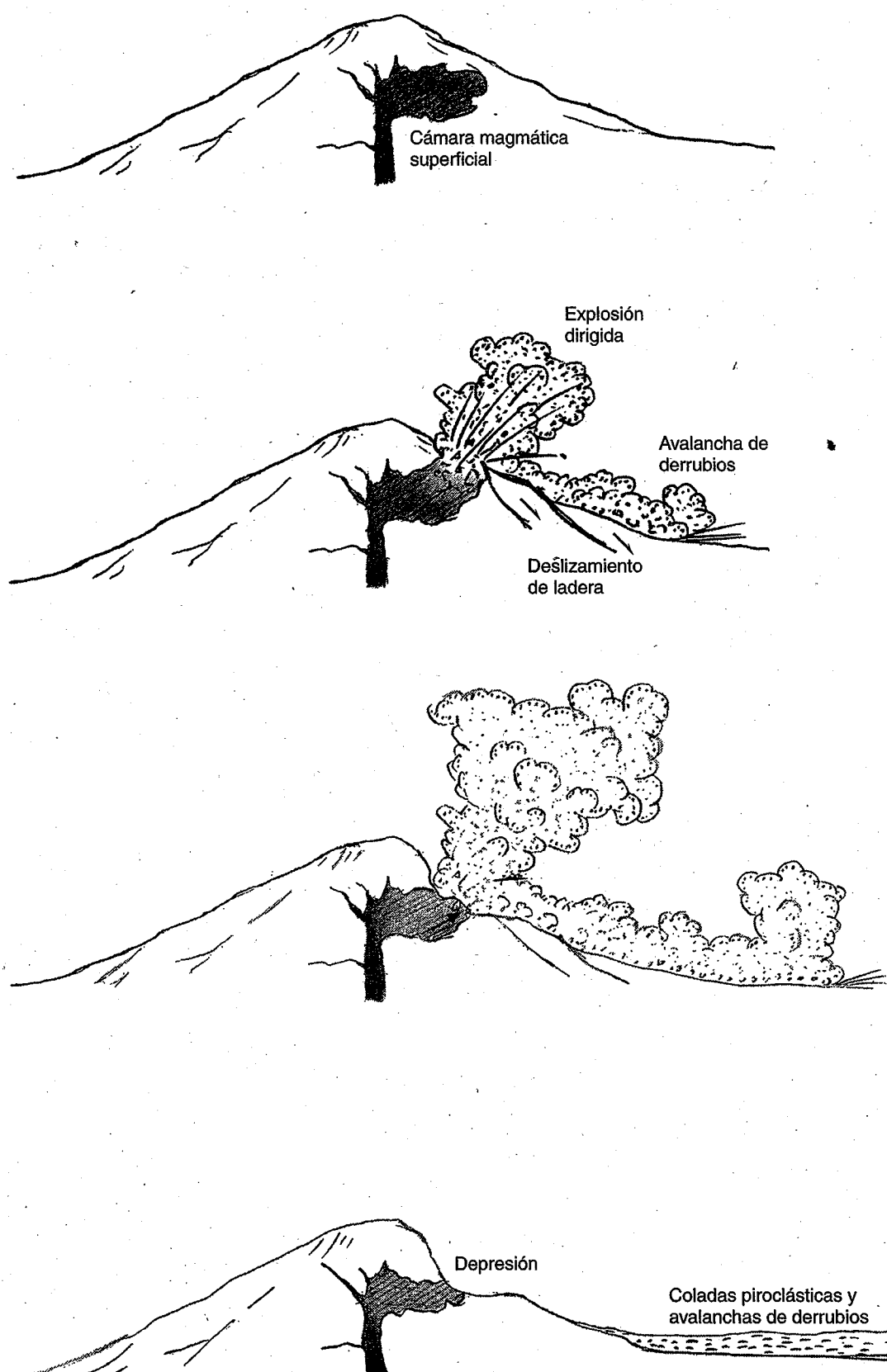


FIG. 12.8. Caso explosivo de un domo.

FIG. 12.9. *Explosión dirigida.*

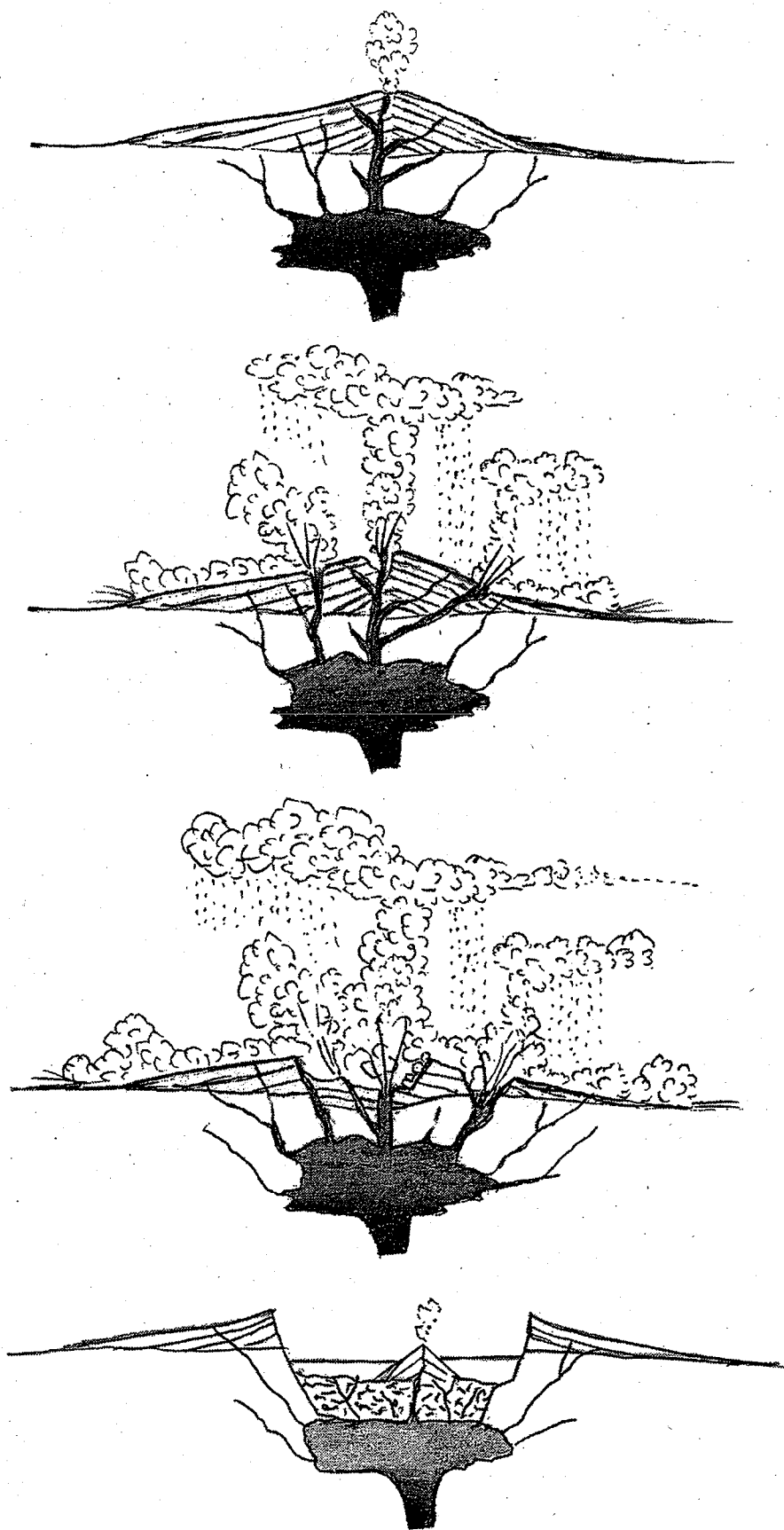


FIG. 12.10. *Formación de una caldera de explosión.*

se a través de fracturas y conductos más amplios. Por último, se emiten las coladas. Las erupciones que forman calderas resurgentes son de magmas viscosos ricos en SiO_2 y volátiles (dacitas y riolitas).

Lo más frecuente es que después de generarse una caldera, un lago ocupe el lugar de la depresión (Crater Lake, Oregón). Una de las mayores calderas volcánicas producidas es la de Yellowstone (Wyoming) que hace 2,2 m.a. arrojó al aire unos 2.500 km^3 de piroclastos.

3. Fenómenos volcánicos de riesgo

Muchos de los procesos geológicos que ocurren en los volcanes tienen riesgo potencial. Coladas de lava, oleadas piroclásticas, caída de tefra, emanaciones de gases o lahares, son algunos de estos procesos que pueden entrañar alto riesgo si se producen en zonas pobladas. En el cuadro 12.3 se relacionan algunos de los tipos de procesos volcánicos potencialmente peligrosos (Scott, 1989).

Coladas de lava y domos. Las relaciones de efusión de las lavas determinan la longitud de sus desplazamientos. Las lavas basálticas se suelen emitir con relaciones de decenas de m^3/seg y cubren superficies de varios km^2 . La erupción fisural Laki de Islandia en 1783 generó una colada lávica que cubrió 500 km^2 . Por el contrario, las lavas de composición ácida tipo dacita o riolita se emiten, generalmente, con bajas relaciones de efusión debido a que poseen una mayor densidad.

Los riesgos mayores de las coladas se pro-

ducen por enterramiento, presión e incendio. Pero el problema más difícil de predecir es la extensión última que tendrá la colada. Los mecanismos defensivos para evitar el riesgo de las lavas incluyen la construcción de barreras, apertura de canales para desviar el curso o arrojar chorros de agua sobre ellas para acelerar su enfriamiento y, por tanto, su consolidación.

En algunos volcanes, la reactivación de la actividad eruptiva se produce lentamente. Es el caso de la aparición de *domos* lávicos que crecen progresivamente hasta alcanzar tamaños y alturas inestables. Es entonces cuando se produce el riesgo de colapso del domo al intentar crecer algo más y, con ello, la aparición de la colada piroclástica catastrófica (el Merapi).

Piroclastos de caída (fall) y de proyección balística. Al conjunto de fragmentos piroclásticos emitidos a la atmósfera se le denomina tefra, y sus principales componentes son fragmentos juveniles, cristales y líticos. Sus tamaños varían desde $< 2 \text{ mm}$ (cenizas) hasta varios decímetros e incluso metros (bloques). La deposición de este tipo de piroclastos se realiza por simple caída gravitatoria o por proyección balística y cubren áreas que van desde cientos a más de un millón de km^2 . Los daños que ocasionan en las propiedades y en las personas se pueden producir por cuatro causas: impacto directo de un fragmento balístico; suspensión en la atmósfera o en las aguas de las partículas de menor tamaño; enterramiento por acumulación de material y contaminación por gases, ácidos o sales asociados con la erupción.

De todos, los efectos provocados por las partículas en suspensión son de los más peligrosos y los más difíciles de evitar. Las gran-

CUADRO 12.3. Tipos de fenómenos volcánicos peligrosos

Coladas de lava y domos
Piroclastos de caída y de proyección balística
Corrientes densas de piroclastos
Lahares y coladas de fango o barro (<i>mudflow</i>)
Emanaciones de gases
Colapsos estructurales (<i>debris avalanche</i>)
Terremotos de origen volcánico
Tsunamis
Ondas de choque

des columnas de cenizas y gases ascienden hasta la estratosfera, permaneciendo durante largos períodos de tiempo alrededor del planeta. Crean problemas respiratorios en personas y animales y afectan al funcionamiento de muchos motores y máquinas, incluidos los aviones. Todos los medios de transporte se ven seriamente afectados, lo que complica aún más las medidas de evacuación establecidas por las autoridades. También los daños producidos por enterramiento no son nada desdeñables. La acumulación de tefra ocasiona en las edificaciones el colapso de los tejados, la caída de las líneas de comunicación y la destrucción de los cultivos, según el espesor acumulado. En este último caso, la consecuencia puede resultar catastrófica, pues en los países subdesarrollados, la pérdida de cosechas provoca hambrunas de consecuencias devastadoras.

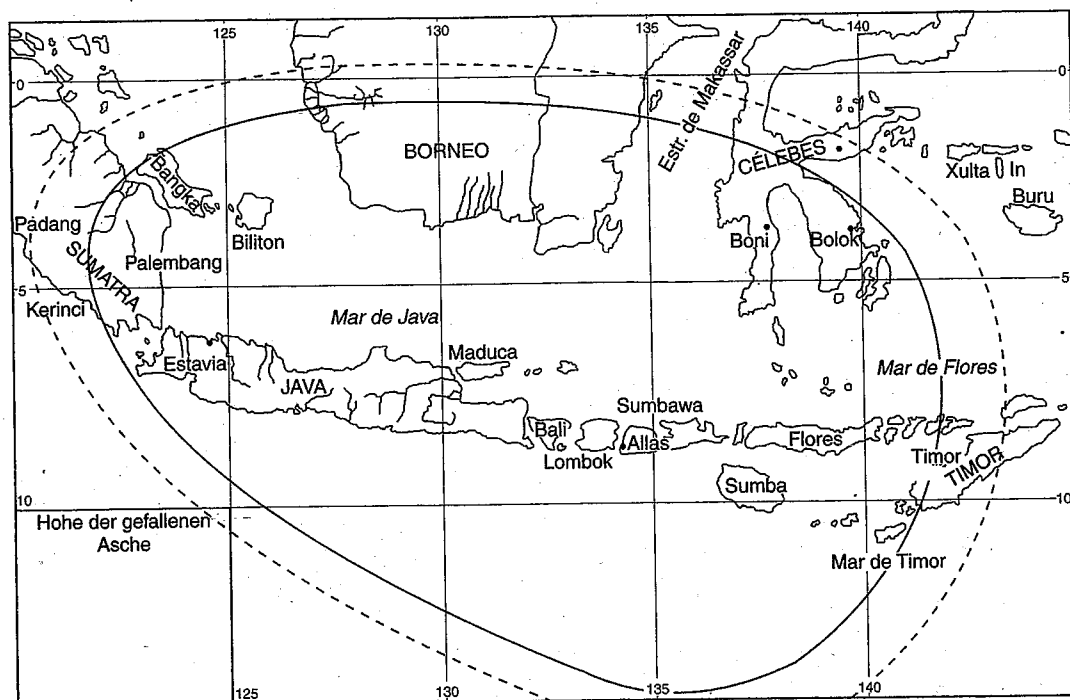
Una de las más recientes catástrofes volcánicas debida a la caída de piroclastos fue la erupción del volcán Pinatubo (Filipinas), en 1991. La «lluvia de cenizas» obligó a la evacuación de miles de personas y al cierre de la base aérea Clark. La erupción tuvo también consecuencias importantes para el clima, dado el alto volumen de cenizas y de azufre. El verano de 1992 fue más frío de lo normal al absorber las cenizas las radiaciones solares que calientan la Tierra. La erupción del Pinatubo afectó al clima global más que ninguna otra erupción desde la del Krakatoa (Indonesia) en 1883. Un efecto térmico similar se notó al año siguiente de la gran erupción del Tambora (año 1815), aunque en aquellas épocas no se relacionaban todavía con exactitud los efectos de las erupciones con los cambios climáticos (figura 12.11). Pero la erupción del volcán Taupo (Nueva Zelanda) en el año 180 a.C. es la de mayor magnitud conocida para una erupción de este tipo de piroclastos. La columna pliniana se elevó hasta los 50 km de altura, extendiéndose la isopaca de 12,5 hasta los 200 km de distancia hacia el este del conducto.

Corrientes densas de piroclastos. Bajo este epígrafe se incluyen varias manifestaciones piroclásticas originadas por diversos procesos volcánicos. Todas ellas están compuestas por una mezcla de gases y fragmentos roco-

sos (juveniles y no juveniles) que se desplazan a gran velocidad, muchas veces a ras de suelo, constituyendo una de los mayores riesgos volcánicos. Entre ellas se encuentran las *coladas piroclásticas* formadas por una masa caliente (entre 300 y 800 grados centígrados) de rocas y gases que se mueven con velocidades de 10 a varios cientos de metros por segundo. Son muy comunes en muchos de los volcanes compuestos andesíticos y dacíticos que se encuentran en las zonas de subducción y en las calderas silíceas (riolíticas). Debido a sus características, las coladas piroclásticas son muy peligrosas y tienen un alto riesgo para la población y demás bienes, pues producen graves daños por asfixia, enterramiento, incendios e impactos directos. También son las causantes de muchos de los deshielos producidos en las cumbres volcánicas que causan los temidos lahares y las coladas de barro.

Como corrientes densas de piroclastos se incluyen las *explosiones laterales dirigidas*. Muchas de estas explosiones se originan por la repentina despresurización del sistema magmático o hidrotermal que se encuentra dentro del volcán o por un brusco deslizamiento de ladera. Pueden alcanzar velocidades superiores a los 100 m/seg y no están condicionadas por barreras topográficas. Una catástrofe importante provocada por este tipo de fenómeno fue la del St. Helens en 1980, donde una superficie de 500-600 km² fue arrasada y todas las infraestructuras destruidas por la fuerza de la nube explosiva.

Lahares y coladas de fango (mudflow). La palabra «lahar» es un término que surgió en Indonesia, donde este tipo de flujos de barro y rocas causaron miles de muertos. Son flujos calientes o fríos compuestos por una mezcla de rocas que han sido movilizadas por el agua (de lluvia o del deshielo) en las laderas y cumbres de los volcanes. La movilización por el agua de los depósitos piroclásticos es un fenómeno de gran peligro. En 1985, la erupción del Nevado del Ruiz en Colombia derretió una parte de la masa de hielo de la cumbre y provocó una violenta colada de barro que se canalizó por los barrancos hasta llegar al valle donde sepultó la ciudad de Armero. El resulta-

FIG. 12.11. *Erupción del Tambora de 1815.*

do fue unos 30.000 muertos. Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño de grano de los fragmentos rocosos y el contenido de agua, aunque siempre tienen una alta densidad y viscosidad. Si la cantidad de agua aumenta, los lahares evolucionan a coladas de barro y a flujos acuosos de tipo inundación. Las velocidades de los lahares históricos han sido muy variadas, pues dependen de las dimensiones del canal por donde circula, el volumen y la distribución del tamaño de grano. El lahar provocado por la erupción del St. Helens en 1980 tuvo velocidades entre 1,3 m/s y 40 m/s y destruyó 200 hogares a lo largo del río Toutle.

La mayoría de los lahares y coladas de barro sigue la red de drenaje existente de los valles fluviales, por lo que es relativamente fácil predecir las áreas que pueden ser afectadas. En Japón, donde es frecuente este tipo de catástrofe, han instalado un sofisticado sistema de sensores en las áreas de cabecera donde hay riesgo de lahares. De esta manera, las autoridades pueden saber con anticipación su formación y avisar a las poblaciones valle abajo.

Emanaciones de gases. Los magmas son fundidos silicatados que contienen cantidades

variables de cristales y volátiles. A altas presiones, los volátiles se encuentran disueltos en el fundido, pero a bajas presiones, cuando el magma se aproxima a la superficie, se separan para formar una fase de vapor (líquida) libre. Los volátiles componen aproximadamente el 5 % en peso de muchos magmas.

La mayoría de los gases emitidos por los volcanes son vapores de agua que entrañan muy poco riesgo. El resto lo componen gases como CO, CO₂, óxidos de azufre, sulfuros de hidrógeno, cloro y flúor, que son los verdaderamente peligrosos. Estos gases se transportan como aerosoles ácidos absorbidos con la tefra, o como partículas de sal microscópicas, permaneciendo largo tiempo en la atmósfera (Martini, 1993).

El efecto de los gases volcánicos está directamente relacionado con su concentración, la cual decrece generalmente con la distancia al centro de emisión. Normalmente, los efectos por esta causa quedan restringidos a un radio de acción de 10 km, salvo el caso de grandes erupciones explosivas o de magmas ricos en azufre, que pueden provocar modificaciones medioambientales a escala regional.

Cuando los compuestos de azufre, cloro o

flúor reaccionan con el agua se convierten en ácidos venenosos para personas y animales, y, según las concentraciones, para los metales de infraestructuras. El CO y CO₂ son gases inodoros e incoloros que se acumula en las zonas deprimidas ocasionando la muerte por asfixia de personas y animales, como ocurrió en 1986 con el escape de gas del fondo del lago Nyos en Camerún. Murieron 1.746 personas

Colapsos estructurales. Las avalanchas de derrubios (debris avalanche). El colapso parcial de edificios volcánicos es un proceso catastrófico menor pero tiene numerosos riesgos asociados. Los grandes estratovolcanes o volcanes complejos se construyen en tiempos relativamente cortos, muy por encima de sus tasas de erosión. De esta forma se produce un desequilibrio importante entre las tasas de construcción y erosión. Por esta razón, la manera que tienen los edificios volcánicos de volver a su equilibrio morfológico es colapsando.

Las estructuras de colapso se producen por causas múltiples: acumulación inestable de materiales volcánicos, deformaciones internas causadas por intrusiones (ascenso de cámaras magmáticas, red de diques), fallas, deslizamientos de ladera y otros factores. Fenómenos repentinos de este tipo de estructuras, tales como *rockfalls*, *rockslides* y avalanchas de derrubios (*debris avalanches*) constituyen un gran riesgo porque suelen ocurrir inesperadamente y moverse con mucha rapidez.

Algunas de las *avalanchas de derrubios* suponen los mayores volúmenes de movimientos de masa de la era cuaternaria. Se conocen varios que se extienden más de 85 km desde su área fuente y cubren superficies de decenas a más de 1.000 km². Suelen producirse en volcanes compuestos al fallar parte del edificio a través de superficies debilitadas y producirse planos de despegue. Las avalanchas de derrubios entierran y destruyen todo lo que se pone en su camino sin canalizarse por la red hidrográfica y alterando bruscamente la topografía. Entre los riesgos que llevan asociados está el oleaje que provocan (incluidos tsunamis) cuando entran en aguas de lagos y mares y la brusca descompresión volcánica del edificio que puede facilitar nuevas erupciones o escape de gases. Por último, se conocen

casos de avalanchas saturadas en agua que se han transformado en lahares.

Terremotos de origen volcánico. La actividad volcánica tiene sus terremotos propios ocasionados por la fracturación que produce el desplazamiento del magma, las explosiones volcánicas interiores o los movimientos de masa de gran escala. Los dos primeros son superficiales, provocan escasos daños y rara vez superan magnitudes > 5. En algunas ocasiones los terremotos de origen volcánico no se distinguen bien de los de origen tectónico, especialmente en situaciones donde el volcán lleva mucho tiempo inactivo, y ambos fenómenos contribuyen a generar terremotos. Aunque el riesgo sísmico de estos temblores volcánicos (llamados tremores) es pequeño, pueden desestabilizar parte del edificio y provocar deslizamientos varios que sí suponen riesgo. En la erupción del Etna, en 1669, fallecieron 20.000 personas (Coleman, 1946).

Tsunamis. Los tsunamis son ondas de agua de largo período o trenes de ondas que se generan por el repentino desplazamiento de importantes masas de agua. Se desplazan a gran velocidad por el fondo del mar para elevarse en forma de olas gigantes cuando se aproximan a la costa. A lo largo de la historia, los tsunamis de origen volcánico han ocasionado gran número de muertos en las poblaciones costeras. En 1883, la erupción del Krakatoa en el estrecho de Sonda (Indonesia) produjo un tsunami con olas de 35 m de altura, mató a más de 30.000 personas y destruyó total o parcialmente más de 300 poblaciones (figura 12.12) (Symons, 1888). En la actualidad, la costa del Pacífico tiene instalado un sistema de detección y aviso de tsunamis para poblaciones alejadas cientos, e incluso miles, de kilómetros del potencial foco volcánico.

Entre otros efectos perniciosos asociados con las erupciones volcánicas están las *ondas de choque* provocadas por las explosiones violentas. Producen roturas de cristales y caídas de muros en los edificios cercanos al volcán, con el consiguiente riesgo de producir heridos o muertos en sus habitantes.

El número de muertos que ha producido el conjunto de todos estos fenómenos volcánicos

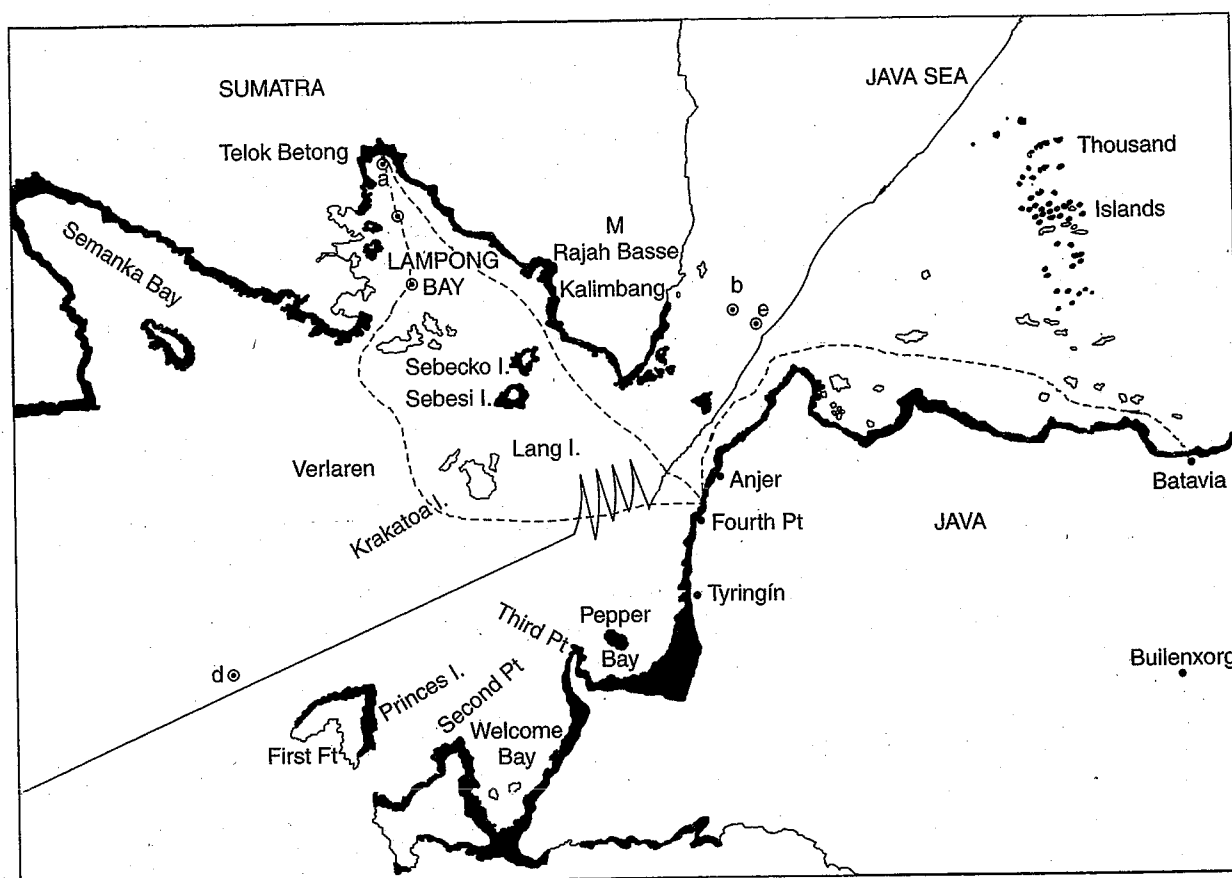


FIG. 12.12. La erupción del Krakatoa de 1883 fue acompañada de un tsunami que mató más de 30.000 personas.

directos e indirectos no es tan grande como el producido por inundaciones o terremotos, pero sí considerable. Entre 1600 y 1982 han perecido por causas volcánicas unas 238.867 personas, de las cuales, el 67,3 % lo han sido en Indonesia (solo las dos erupciones del Tambora y Krakatoa suponen la mitad de los muertos) y el 12,9 % en el Caribe. Sin embargo, hay que precisar que muchas de las muertes se producen por causas post-eruptivas como es el hambre. El desastre provocado por el fenómeno volcánico afecta no sólo directamente a las personas sino a las infraestructuras civiles y, sobre todo, a los campos agrícolas. Esto supone que en regiones poco desarrolladas que viven exclusivamente de la agricultura, la destrucción de los campos conlleva la pérdida de cosechas y, consecuentemente, el hambre.

En el cuadro 12.4 se relacionan las erupciones volcánicas con más de 3.000 muertos ocurridas a lo largo del período histórico.

4. Fundamentos de la dinámica eruptiva

Desde que se genera un magma en el manto superior hasta que extruye en forma de erupción volcánica son muchos los procesos internos que ocurren dentro de la corteza.

La existencia de reservorios magmáticos de diversos tamaños debajo de los edificios volcánicos es la situación geológica más común en áreas de volcanismo activo. Estos reservorios o cámaras magmáticas se alimentan periódicamente con nuevos pulsos de magma que asciende desde el manto superior. Las presiones internas que aparecen en el interior de la cámara debidas a causas diversas, pueden provocar el escape de gases y magma a través de diques o *sill* que tienden a ascender a la superficie para manifestarse en una erupción. Lo normal es que la fracturación producida por la presión de la cámara se traduzca en un conjun-

CUADRO 12.4. *Erupciones históricas con más de 3.000 muertos.*
Actualizado de Blong (1984) y Tilling (1989)

<i>Volcán</i>	<i>Fecha</i>	<i>N.º de muertos</i>	<i>Causa de la muerte</i>
Tambora (Indonesia)	1815	92.000	Hambre (90 %) y coladas piroclásticas
Krakatoa (Indonesia)	1883	36.417	Tsunami (90 %) y coladas piroclásticas
Mt. Pelée (Isla de Martinica)	1902	29.025	Coladas piroclásticas (cenizas)
Nevado del Ruiz (Colombia)	1985	25.000	Lahares y coladas de barro
Unzen (Japón)	1792	14.300	Colapso y tsunami
Kelut (Indonesia)	1586	10.000	Coladas de barro
Laki (Islandia)	1783	9.350	Hambre
Santa María (Guatemala)	1902	6.000	Coladas piroclásticas
Kelut (Indonesia)	1919	5.110	Coladas de barro
Galunggung (Indonesia)	1882	4.011	Coladas de barro
Vesubio (Italia)	1631	3.500	Coladas de barro y lava
Vesubio (Italia)	79 d.C.	3.360	Coladas piroclásticas y <i>fall</i>

to de grietas que, rellenas de magma, se convierten en enjambres de diques. Generalmente, la propagación de los diques desde las paredes de la cámara se hace de forma lateral, dando origen a la formación de un pasillo o zona de rift que constituye el principal elemento volcánico-estructural de las áreas volcánicas. Ellos son los conductos de emisión por donde va a circular la fase gaseosa y fluida del magma ascendente.

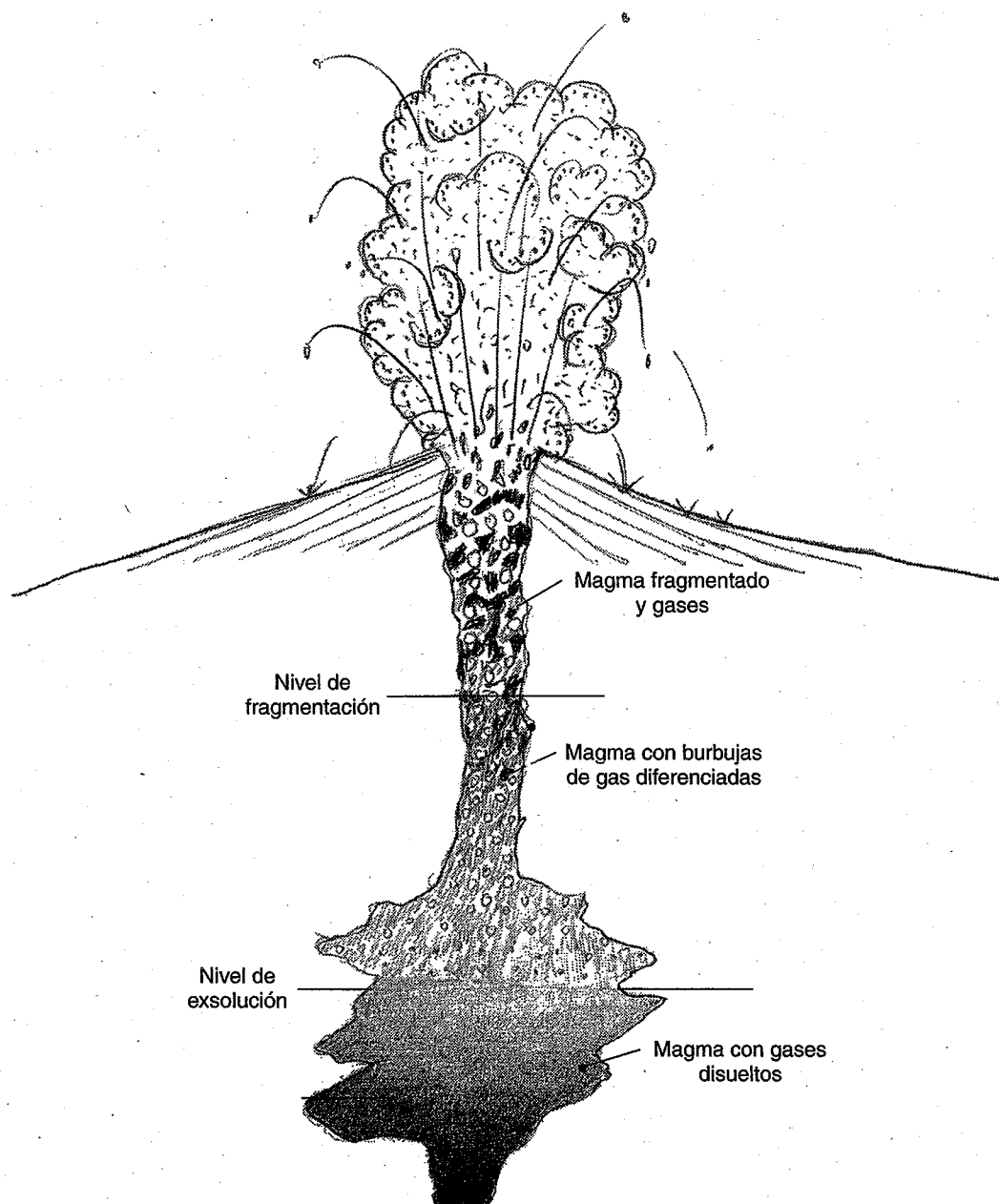
Cuando se produce una erupción, aparece un edificio más o menos cónico que se constituye en un volcán central, o varios alineados, con zonas laterales de rift. El conjunto así formado estará sujeto a la dinámica volcánica de una fisura eruptiva representada por volcanes y enjambres de diques (sólo visibles cuando la erosión los deja al descubierto con el paso del tiempo), que son los factores geométricos que mejor definen la estructura exterior de los terrenos volcánicos.

La nucleación, crecimiento y rotura de las burbujas gaseosas de los magmas es la base de los procesos que subyacen y dominan las erupciones explosivas. Cuando las cámaras magmáticas ascienden, la presión ambiente disminuye, favoreciendo la segregación y consiguiente nucleación de las burbujas de los gases disueltos (H_2O , C_2O , CO y SO , principalmente). Aparece entonces una fase de vapor libre

que irá aumentando de volumen si continua la descompresión. También, el enfriamiento progresivo del magma provoca su cristalización y, con ello, la liberación de más gases que se suman a los anteriores.

Antes de una erupción, o en los momentos de reposo entre fases eruptivas, la fase gaseosa de las cámaras superficiales se acumula como una capa de «espuma» en las partes altas de su interior. Las burbujas de gas continúan su crecimiento y coalescencia hasta que se sobrepasa un valor crítico de presión. En ese momento se liberan grandes cantidades de gas a través del conducto abierto entre las rocas encajantes hacia la superficie. El gas liberado arrastra parte del líquido magmático atrapado entre las burbujas y el volcán entra en erupción (figura 12.13). Pero no siempre se produce una descarga violenta de la fase gaseosa. Debido a su baja viscosidad, el gas separado o segregado del magma puede escaparse lentamente de la cámara por las grietas del encajante y producir un escape de gas detectable en superficie.

Generalmente, las fases eruptivas no se producen de forma continuada desde las cámaras magmáticas, sino en una sucesión de pulsos y episodios que dependen del volumen de magma existente y del proceso de alimentación profundo.

Fig. 12.13. *Mecanismo eruptivo.*

5. Prevención y monitorización de las erupciones

Durante los últimos cuarenta años del siglo XX, la investigación volcanológica ha avanzado considerablemente y se está en disposición de predecir casi siempre, con mucha certeza, el dónde y cuándo se va a producir una erupción. Sin embargo, aun es insuficiente la información que se dispone para definir con

exactitud el tipo de erupción. Los signos más evidentes de que un volcán puede entrar en erupción son tres: el aumento del número y la magnitud de los terremotos, la deformación del suelo y las laderas y el escape de gases.

La prevención contra las erupciones en zonas volcánicamente activas del planeta comprende varios aspectos:

Cartografía volcanológica del área. Tan importante como la naturaleza de las unidades

volcánicas y su sucesión cronoestratigráfica es el esquema volcano-estructural de los principales elementos eruptivos. Estos últimos son los que nos van a indicar las directrices tectónicas favorables de futuras erupciones y servirán, así, para la confección de los mapas de riesgos.

Historia eruptiva de la región. Con los datos suministrados por la cartografía se establece una historia eruptiva de la región que dará la pauta para conocer la evolución espacio temporal de los aparatos volcánicos. De los volcanes activos se realizará una historia eruptiva particular que incluirá los pulsos, episodios, fases y ciclos volcánicos del mismo. De esta cronoestratigrafía individual se podrán deducir conclusiones en cuanto al comportamiento dinámico del edificio, su tendencia explosiva y las superficies afectadas. Importante es igualmente el estudio petrológico y geoquímico de los materiales emitidos que nos indicarán la naturaleza del magma y sus características reológicas. Esta historia permitirá modelizar los tipos de erupciones que tiene el volcán y prevenir las futuras.

Los mapas de riesgos. La realización de los mapas de riesgo volcánico en áreas potencialmente activas es una labor indispensable para planificar las posibles evacuaciones y ayudas a las zonas afectadas. Sin duda, un mapa de riesgos afecta los intereses de personas físicas y jurídicas, especialmente cuando una zona se reactiva y la población lo sabe. En ocasiones, particulares e instituciones públicas y privadas ven en él un instrumento peligroso por su naturaleza «especulativa» no contrastada. Eso se traduce en presiones sobre los técnicos volcanólogos para que no incluyan en las zonas de riesgo áreas específicas de algunos propietarios.

Según las recomendaciones de la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI), un mapa de riesgo volcánico debe incluir los siguientes aspectos:

- Base topográfica a escalas diversas con la actualización de los datos planimétricos.
- Peligros volcánicos directos. Se reali-

zará una descripción de cada uno de ellos con las estimaciones de alcance, velocidades de propagación y tiempos de llegada. También se incluirá una estimación de los daños que sobre personas o bienes produzca cada uno.

— Peligros volcánicos indirectos. Se incluirán aquí los peligros inducidos por los daños directos establecidos en el apartado anterior.

— Superficies afectadas por los daños esperados, consideradas de manera individual y conjunta.

— Información base del mapa: fecha de realización, período de aplicación, fuentes de los datos suministrados, hipótesis eruptivas y condiciones de validez.

En volcanes con evidentes peligros post-eruptivos (lahares, coladas de fango o avalanchas de derrubios, entre otros) se realizan mapas de riesgo específico para ese tipo de riesgo. Los volcanes activos situados en zonas de frecuentes lluvias (zonas tropicales) son los más proclives a presentar frecuentemente este tipo de peligro.

6. Los sistemas de vigilancia. Investigación e instrumentación

Detectadas las áreas de riesgo, la siguiente fase de prevención comprende dos aspectos diferentes: la investigación y la instrumentalización. En el mundo, sólo unos 170 volcanes activos están continuamente vigilados por científicos volcanólogos.

La *investigación* debe estar dirigida a detectar los reservorios de magma bajo el volcán, su configuración y sus condiciones físicas. También a conocer la estructura interna del edificio para establecer los posibles caminos de ascenso del magma y las fracturas por donde pueden existir escapes de gases volcánicos. Igual de importante es conocer las propiedades físicas de las rocas que constituyen el volcán como las condiciones hidrológicas del terreno donde se ubica. No se olvide que la interacción agua-magma va a condicionar la presión final de la erupción y el nivel de fragmentación del

magma que definirá el tipo y la peligrosidad de la erupción.

Por su parte, la *vigilancia* de volcanes activos se encarga de conocer el movimiento ascendente el magma y el mecanismo eruptivo en su caso. Esto último se consigue con la instalación de una red instrumental que mide los parámetros físicos más importantes que acompañan a este tipo de fenómeno geológico. Si las circunstancias lo permiten, son preferibles las observaciones continuas que las periódicas, aunque la decisión final estará condicionada por la disponibilidad de los equipos y los costes de la operación. Las técnicas instrumentales utilizadas en la prevención y vigilancia de los volcanes no son infalibles, tanto si se utilizan de forma independiente o en conjunto.

La instrumentalización comprende la instalación de diferentes redes de sensores físicos que anuncien cualquier anomalía que se produzca en el entorno del volcán vigilado. Ninguna de las técnicas empleadas en la vigilancia es infalible, por lo que es necesaria la conjunción de varias de ellas para rebajar el grado de incertidumbre. Desgraciadamente, del conjunto mundial de volcanes activos que presentan alto riesgo de erupciones catastróficas, sólo unos pocos están monitorizados y en constante vigilancia. Los costes de las instalaciones y la escasez de expertos en volcanología, para el gran número de volcanes a vigilar, son la causa de que muchos carezcan de vigilancia. Igualmente, la falta de conciencia ciudadana en lo referente a la conservación de los aparatos instalados en campo es otro inconveniente para el mantenimiento de la red de vigilancia.

Actualmente, con el desarrollo de los satélites, varias de las observaciones físicas que se realizan habitualmente en la vigilancia volcánica se hacen desde ellos, a través de sensores remotos. No sólo suministran a veces medidas más precisas sino que permiten la vigilancia de volcanes de difícil acceso y monitorización. Sin embargo, los elevados costes que tiene este sistema limita su utilización.

Sistemáticamente, las observaciones que hay que realizar en un plan completo de vigilancia comprenden los siguientes parámetros físicos:

Observaciones sismológicas. Se realizan a través de una red sísmica instalada en las proximidades del volcán, que registra todos los temblores profundos que se producen. Una vez analizados los registros sísmicos se pueden conocer la estructura profunda del aparato, controlar los posibles movimientos del magma en su camino a la superficie y determinar el mecanismo focal del terremoto.

Observaciones geodésicas. La presión ejercida por el ascenso magmático provoca siempre alteraciones en la topografía del edificio volcánico que pueden ser observadas y medidas. Muchas de ellas son precursoras de erupción y sirven para declarar la alerta máxima. Los avances realizados en la geodesia por satélite permiten una vigilancia más precisa al situarse mejor los puntos de observación. Entre las medidas de vigilancia geodésicas, la nivelación y triangulación son los métodos clásicos para observar las deformaciones.

— *Nivelación de precisión.* Es el método que mide los cambios de altura en los suelos.

— *Inclinometría.* Es otro mecanismo que mide la deformación (la inclinación) de los terrenos. La eficacia de la inclinometría depende de la longitud de sus líneas de medida.

— *Extensómetros.* En galerías también se emplean los extensómetros de tres componentes.

— *Mareógrafos.* Si un volcán se encuentra en las áreas costeras, el nivel de referencia para sus deformaciones puede ser el nivel del mar. Se conocen casos de correlación directa entre las mareas terrestres y el comienzo de una crisis eruptiva, como la erupción de las Islas Galápagos de 1968. Igualmente es concebible que la fuerza generada por las mareas provoque movimientos en las cámaras magmáticas de los volcanes. También los mareógrafos son útiles para la detección de erupciones submarinas.

Observaciones geotérmicas. Las anomalías térmicas en los volcanes son fenómenos frecuentes que se relacionan con los períodos eruptivos o con remanencias de erupciones pa-

sadas. En muchos volcanes inactivos aún permanecen anomalías geotérmicas acompañadas a veces de actividad fumarólica. Se deben a procesos tales como la conductividad térmica de las rocas o convección térmica de gases o agua, generados en zonas profundas de los volcanes. Su evaluación se realiza por la temperatura superficial y el flujo térmico.

Observaciones gravimétricas. Esta técnica permite obtener información de la estructura profunda del volcán basándose en los contrastes de densidad que tienen los materiales que componen el edificio volcánico. A partir de datos acumulados de varias áreas volcánicas planetarias parece deducirse que las calderas con gran emisión de piroclastos silíceos presentan anomalías negativas de Bouguer, mientras que las que reúnen lavas máficas las tienen positivas.

Observaciones geoeléctricas y geomagnéticas. La sensibilidad cada vez mayor de la instrumentación geoeléctrica y geomagnética está permitiendo su aplicación efectiva en la prevención del riesgo volcánico. Los comportamientos geoeléctrico y geomagnético de los volcanes dependen de su litología y de su temperatura. La conductividad eléctrica es un parámetro que varía con la temperatura y con la conductividad iónica asociada a la circulación de fluidos, por lo que las anomalías que se producen por estas causas pueden ser medidas por un conjunto de dipolos. Una situación similar es la que se produce con las propiedades magnéticas de los materiales, que varían con temperaturas superiores a la temperatura de Curie (variable entre 200° y 600°) y, por tanto, provocan anomalías que pueden ser medidas con los magnetómetros.

Observaciones geoquímica de gases. Aunque en las últimas décadas el conocimiento de los gases volcánicos ha aumentado mucho, su uso para prevenir nuevas erupciones es todavía limitado. El estudio de los gases volcánicos es uno de los aspectos más retrasado en el estudio del volcanismo. El muestreo directo en fumarolas requiere equipos ligeros y resistentes a la corrosión, lo que aún no se ha conseguido satisfactoriamente.

A pesar de los evidentes progresos en el

grado de conocimiento, resulta difícil definir la influencia de los gases sobre el curso de la actividad de un sistema eruptivo. No por ello se tiene que descuidar la investigación de sus comportamientos, pues en algunas crisis volcánicas se han observado variaciones apreciables en el contenido de gases en las fases previas a la erupción, indicativas de la reactivación del edificio. Los aportes de gases y agua de origen volcánico a los acuíferos de las zonas activas son indicadores premonitorios que se puede estudiar a través de los pozos. En algunas ocasiones se han observado variaciones en los niveles piezométricos, así como variaciones composicionales en el agua subterránea, que suponen precursores de fases efusivas. Por último, la facilidad que presenta el seguimiento de los elementos radiactivos ha impulsado su estudio como indicadores de la actividad volcánica. Entre ellos se encuentran el Rn (radón), He (helio), ^{210}Pb (plomo), ^{210}Bi (bismuto) y ^{210}Po (polonio).

Bibliografía

- Blong, R. J. (1984): *Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*, Orlando, Florida, Academic Press. 424 pp.
- Carey, S. N. y Sigurdsson, H. (1989): «The intensity of plinian eruption», *Bull. Volcanol.*, 51, pp. 28-40.
- Coleman, S. N. (1946): *Volcanoes, new and old*, John Day, Nueva York.
- Fagents, S. A. y Wilson, L. (1993): «Explosive volcanic eruptions VII. The range of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions», *Geophysical Journal International*, 113, pp. 359-370.
- Francis, P. (1993): *Volcanoes. A Planetary Perspective*, Oxford University Press, Clarendon Press. 443 pp.
- ICOG (1997): *Guía Ciudadana de los Riesgos Geológicos*, Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, editores, Suárez, L. y Regueiro, M., 196 pp. Versión española (ampliada) de *The Citizens' to Geologic Hazards*, The American Institute of Professional Geologists. 134 pp.
- Martini, M. (1993): *Gases volcánicos*, en Martí, J. y Araña, V. (eds.), *La Volcanología actual*, Colección Nuevas Tendencias (vol. 21), C.S.I.C., p. 578.
- Newhall, C. G. y Self, S. (1982): «The volcanic ex-

- plosive index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism», *Journal of Geophysical Research*, 87 (C2), pp. 1.231-1.238.
- Schmincke, H. U. (1977): «Eifel-Vulkanismus östlich des Gebietes Rieden-Mayen», *Fortschr. Miner*, 55, pp. 1-31.
- Scott, W. E. (1989): *Volcanic and related hazards*, en Tilling, Robert I. (ed.), *Volcanic Hazards*, Short Course Presented at the 28th International Geological Congress, Washington, D.C., American Geophysical Union, pp. 9-49.
- Self, S. y Sparks, R. S. J. (1978): «Characteristics of wide-spread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water», *Bull. Volcanol.*, 41-43, pp. 1-17
- Simkin, T.; Siebert, L.; McClelland, L.; Bridge, D.; Newhall, C. y Latter, J. H. (1981): *Volcanoes of the world*, Hutchinson Roos Pub. Comp., Stroudsburg, Pennsylvania. 232 pp.
- Symons, G. (ed.) (1888): *The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena*, Royal Society of London, Krakatoa Committee Report.
- Sparks, R. S. J.; Bursik, M. I.; Carey, S. N.; Gilbert, J. S.; Glaze, L. S.; Sigurdsson, H. y Woods, A. W. (1997): *Volcanic Plumes*, John Wiley & Sons. 574 pp.
- Tilling, R. I. (ed.) (1989): *Volcanic Hazards*, Short Course Presented at the 28th International Geological Congress, Washington, D.C., American Geophysical Union.
- Walker, G. P. L. (1980): «The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, pp. 69-94.
- Walker, G. P. L. y Croasdale, R. (1972): «Characteristics of some basaltic pyroclastics», *Bull. Volcanol.*, 35, pp. 303-317.